

Antonio Flores-Díaz
Subdirección de Laboratorios
y Apoyo Académico, INAH

**Patricia Dolores
Cázares Rodríguez**
Subdirección de Laboratorios
y Apoyo Académico, INAH

El paisaje y paleoambiente de Copilco antes de la erupción del Xitle

Resumen: Este trabajo define el paleoambiente del sitio de Copilco antes de las erupciones del Xitle, considerando la evolución de la Cuenca de México, estudios estratigráficos del área, análisis bibliográfico y convergencia paleoclimática con Tlapacoya, Estado de México. Con los antecedentes y la revisión de túneles se determinó el perfil representativo, formado por cinco capas, además se practicaron estudios micromorfológicos, mineralógicos y de elementos biológicos. Se observó que la hidrología del río Magdalena induce procesos de gleyización, erosión y redistribución de materiales, creando pequeños lagos y pantanos. El perfil presenta acarreo fluvial-aluvial con cantos rodados y cerámica, material orgánico, carbón, cenizas volcánicas, material de acarreo (gley) y carbonatación secundaria. Integrado por tres paleosuelos, un Andosol (capa dos y tres) y dos horizontes de gley con carbonatación secundaria.

Palabras clave: Copilco, erupción del Xitle, paleoambiente, paleosuelos.

Abstract: This research defines the paleoenvironment of the site of Copilco prior to the eruptions of Xitle, considering the evolution of the Basin of Mexico; stratigraphic studies of the area, bibliographic analysis; and paleoclimatic convergence with Tlapacoya, State of Mexico. Background information and a review of the tunnels made it possible to discern a representative profile, formed of five layers. In addition, studies of micromorphological, mineralogical, and biological elements were conducted. The hydrology of the Magdalena River induced processes of gleization, erosion, and the redistribution of materials, creating small lakes and marshes. The profile presents fluvial-alluvial sediment with pebbles and ceramics, organic material, coal, volcanic ash, sediment material (gley), and secondary carbonatation. It is composed of three paleosols, an Andosol (layer two and three) and two gley horizons with secondary carbonatation.

Keywords: Copilco, Xitle eruption, paleoenvironment, paleosols.

El sitio Copilco se encuentra dentro de la Cuenca de México. Es importante tener un marco de referencia de su formación y desarrollo porque diversos cambios geológicos afectaron las diferentes formas del terreno y su dinámica (Díaz, 2006), la ubicación de fenómenos climáticos, hidrológicos, la distribución de la vegetación y el desarrollo y evolución de los suelos, así como de los asentamientos humanos. Todo ello confluye en los diferentes cambios paleoambientales que tuvieron lugar en la región, algunos de ellos de elevada magnitud, tal es el caso de las variaciones climáticas que se encuentran representadas en toda la cuenca y que influyen en todo su territorio afectando la vegetación, la fauna, los suelos, la dinámica geomorfológica e hidrológica.

La Cuenca de México se localiza en el Cinturón Volcánico Transmexicano o también llamado Cordillera Volcánica Transmexicana (CVT) (figura 1), que surge por la subducción de las placas de Cocos y de Rivera debajo de la Placa de Norteamérica, formando una serie de fosas y pilares cuya parte más elevada la registra la Cuenca de Toluca, cuyo piso se encuentra a 2 400 msnm, mientras que el de la Cuenca de Méxi-

co se ubica a 2 240 msnm, actualmente, referidos a la condición lacustre (Lerma y Texcoco). Por tanto, lo que será el piso inicial de formación de la CVT se ubica en el Cretácico (fondo marino) como lo muestran los registros fósiles de amonites y microfauna (Mooser, 1990), restos que afloran al noreste de la cuenca y en las formaciones Morelos y Mezcala (Vázquez y Jaimes, 1989) en el estado de Morelos.

En el Mioceno y Plioceno emergieron las sierras más antiguas: la del norte (sierra de Pachuca), después las paredes del este (sierra Nevada) y oeste (sierra de las Cruces); continúa más adelante la aparición de volcanes hasta el Holoceno, cuando irrumpe el muro sur (sierra del Chichinautzin y del Ajusco) hace 700 000 años a. p. (Urrutia y Martín del Pozzo, 1993) originando el sistema lacustre (Mooser, 1975). La Cuenca de México pudo haber tenido un represamiento parcial en el Plioceno, ya que el umbral sur aflora de manera discontinua a lo largo del tiempo (Cuaternario). Este hecho pudo haber provocado un contacto entre las aguas de las cuencas de México y del Lerma, formando un gran lago Plio-pleistoceno, como sugieren Álvarez y Moncayo (1976) cuando demuestran la presencia de

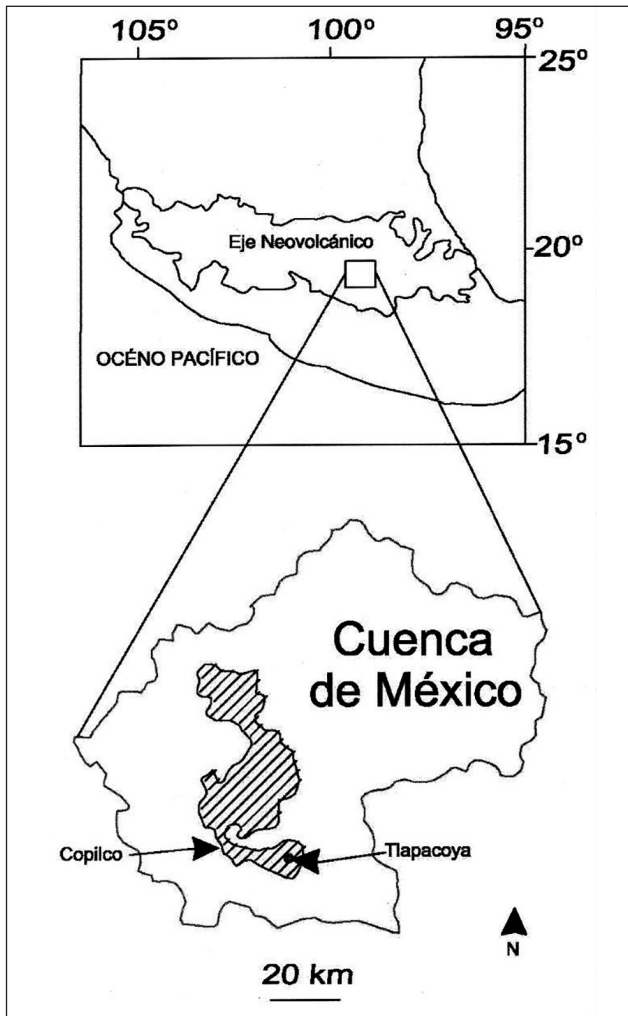


Fig. 1 Ubicación de la Cuenca de México y los sitios de Copilco (izquierda) y Tlapacoya (derecha) en el antiguo lago de Texcoco, en el Cinturón Volcánico Transmexicano (CVT).

ictiofauna similar en ambos cuerpos de agua. Esa conexión se obstruyó probablemente por actividad de la falla de Pachuca, quedando el sur cerrado tras la aparición del Popocatepetl hace aproximadamente 70000 años, que continua activo y ha registrado siete erupciones plinianas (Siebe y Macías, 2004).

Es de hacerse notar que el desarrollo de ambas sierras, la de las Cruces y la Nevada, presenta sus áreas de mayor edad hacia el norte y las más recientes al sur, con fallas escalonadas y afallamientos este-oeste en los dos casos (Mosser, Nairn y Negendank, 1974).

Por otra parte, aparece el complejo Chichinautzin (Siebe y Macías, 2004), el más joven, como lo demuestra la geomorfología, con sedimentos volcánicos que fácilmente son penetrados por el agua, o bien, pueden ser transportados por el líquido vital formando lodos o aludes de barro (Lugo, 1984).

En este punto, encontramos dos procesos diferentes para definir los depósitos presentes en el sitio de

estudio: 1) la sierra de las Cruces, de origen miocénico y con zonas juveniles en su porción sur; y 2) el complejo Chichinautzin o sierra del Chichinautzin, que es mucho más reciente y abarca el Cuaternario (Márquez *et al.*, 1999; Martín del Pozzo, 1982; Siebe, Rodríguez, Schaaf y Abrams, 2004).

En la confluencia de las dos serranías se presenta una serie de fallas, entre ellas la de Contreras (García *et al.*, 2008), que con dirección oeste-este-noreste forman una red hidrológica en la que nacen los ríos Magdalena y Eslava, además de otros cauces que serán modificados por la aparición del Xitle. Este volcán surge en un área originada en Cuaternario hace 2 000 años a. p. (Delgado *et al.*, 1998), registrando su última erupción en 1670±35 años a. p. (Siebe, 2000), cuyas lavas fluyeron principalmente hacia el norte y noreste y cubrieron una superficie de 70 km², siendo la efusión más larga la que llegó al lago de Xochimilco: 12 km a partir del cráter (Siebe, 2000).

Todo esto se sucede sobre un terreno cubierto por sedimentos cuaternarios del Pleistoceno, que a su vez tuvieron aportes de la sierra del Chichinautzin, pero debido a la hidrología del sitio fueron erosionados o quedaron parcialmente estancados en algunos puntos; es decir, estamos hablando de un área aluvial con depósitos de acarreo fluvio-aluvial, tal como lo señala Arellano (1948), y cenizas volcánicas transportadas por el agua y el viento, produciendo diferentes paleosuelos con características disímolas en sus procesos y paleoambiente de desarrollo (figura 2).

En la Carta topográfica E14A39 del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI) (1998), se puede observar la orografía del río Magdalena. Su cuenca se ubica en la porción centro-occidental de la Ciudad de

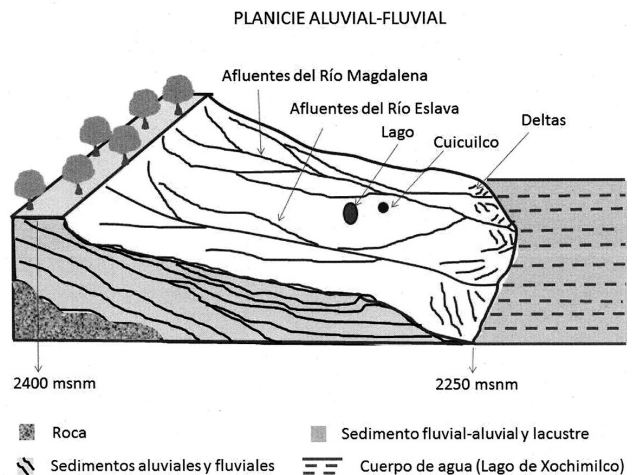


Fig. 2 Planicie aluvial-fluvial, que presenta las zonas de captación de los ríos Magdalena y Eslava, cauces que influyeron determinadamente en todos los procesos hidrológicos de las áreas de estudio de este artículo.

México, cuyas coordenadas son 19° 13' 53" y 19° 18' 12" norte y 99° 18' 12" y 99° 20' 30"; nace en el paraje de Cieneguillas a 3 600 msnm, con una superficie de 33.05 km². En esa zona se localizan numerosos cerros, pero los principales son: La Palma (3 800 msnm), El Muñeco (3 850 msnm) y El Triángulo (3 800 msnm). Estas serranías nacen de la parte alta de la cuenca, mientras que los cerros Tarumba (3 650 msnm), La Coconetla (3 400 msnm), Sasacaspa (3 500 msnm), Las Palomas (3 550 msnm) y Zacazontetla (3 500 msnm), originan el caudal, cuya topografía se pueden dividir en tres escalones (figuras 3 y 4):

Su gran cauce proveía 20 millones de m³ de agua al año (Almeida-Leñero *et al.*, 2007), descendiendo en época de estiaje a 0.5549 m³/s (Mendoza, Ramírez y Puerto, 2017), variando la precipitación de 950 a 1 260 mm/año. Estos datos por sí sugieren una elevada velocidad de bajada del agua y su redistribución sobre una planicie como la que se muestra en figura 2. Por ello no es difícil pensar que con las inundaciones y su fuerza de arrastre, gracias a su caudal y a las pendientes del terreno, cuando la lava fluía y se topaba con el río, hubiera un choque, y que debido a ese contacto y a la topografía del terreno obtuvieran una forma arriñonada los depósitos de lava del Xitle, que originaron el Pedregal de San Ángel (figura 5).

Escalón	Altitud en msnm	Pendiente	Ángulo de inclinación
Primero	3 600-3 200	0.066	33°
Segundo	3 200-2 600	0.095	45°
Tercero	2 600-2 385	0.031	21°

Fig. 3 Cuadro de los “escalones topográficos y su pendiente de la cuenca del río Magdalena, elaborado con datos de Mendoza, Ramírez y Puerto (2017).

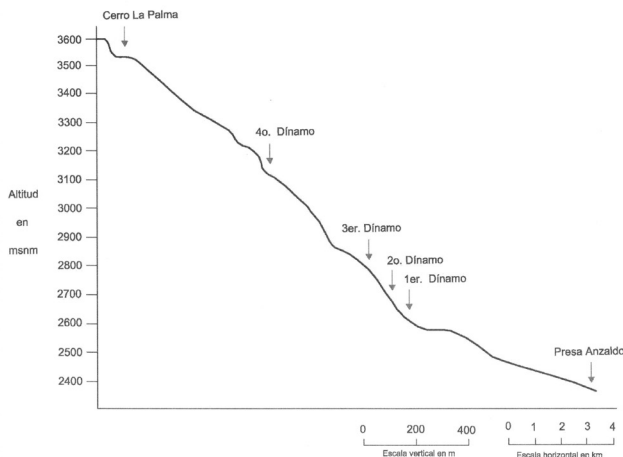


Fig. 4 Perfil topográfico del cauce principal del río Magdalena. Tomado y modificado de Mendoza, Ramírez y Puerto (2017).

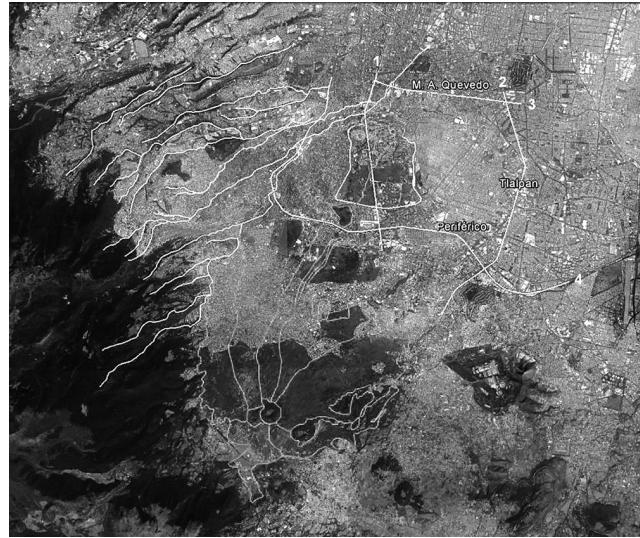


Fig. 5 Hidrología de la zona del río Magdalena, sus afluentes y derrames del Xitle: 1) avenida Insurgentes, 2) calzada de Tlalpan, 3) avenida Miguel Ángel de Quevedo, 4) avenida Periférico y 5) Ciudad Universitaria. Imagen trabajada en Google Earth con datos modificados de Delgado *et al.*, 1998.

Para tener una visión de la paleogeografía de la zona, basta con observar la hidrología actual del río Magdalena y constatar que la corriente principal es alimentada por una serie de afluentes que lo hacen y hacían más caudaloso en época de lluvias. Si dirigimos la mirada hacia el sur de la cuenca, observaremos que ésta se corta en el momento de entroncar con los depósitos de lava del Xitle y escurren lateralmente bajando a un costado de los derrames I y VI (Delgado *et al.*, 1998). Otra notable situación que se observa es la prolongación (figura 2) que marca el enorme caudal que conducía el río y que debió inundar, en ocasiones, la porción baja de la planicie, hecho que pudo comprobarse en las excavaciones realizadas en la zona del Centro Bancomer (Acuña, Bautista y González, 1979), lugar donde la cantidad de cantos rodados de diferente tamaño sugiere una fuerte corriente que pudiera mover las piedras. Por tanto, la deposición aluvial descrita está constituida por sedimentos que conforman el área deltaica del río Magdalena (figura 2), cauce que en la superficie de una planicie disectada por el agua dejó numerosos cantos alineados a la corriente. Lugo (*et al.*, 2001) menciona la existencia de un lago en la parte alta de la zona, a la mitad de la planicie, lo cual corroboraría nuestro aserto sobre la presencia de inundaciones de tipo lagunar y la formación de pantanos en la zona de estudio, tal como señalan Wittich (1919) y Waitz y Wittich (1910).

Frente a estas evidencias, se presume que, previo a la aparición del Xitle, existía una planicie o terraza que drenaba el agua, cuyo punto de inflexión de la escorrentía se encontraba a 2 400 msnm, y el área

de escurrimiento hasta zona del lago de Xochimilco (2250 msnm), comprendía una distancia de entre 10 y 12 km y una diferencia de nivel de 150 m (figura 2). Por otra parte, la presión hidráulica ejercida sobre los sedimentos arenosos y poco arcillosos de la formación Becerra, datada en el Pleistoceno (Arellano, 1948), permitía mantener niveles freáticos saturados.

Ubicación del sitio de estudio

El Registro Público de Monumentos y Zonas Arqueológicas e Históricas del Instituto de Antropología e Historia (INAH) ubica el sitio en la calle Victoria 110, colonia Copilco El Bajo, alcaldía de Coyoacán. Cabe señalar que, durante la época colonial, esta calle era denominada Paseo del Río, por los tres puentes construidos en el siglo XVII por la Orden de los Carmelitas: el del río Chico, el del Carmen y el del Pulpito. Ese espacio era parte del cauce del río Magdalena.

Hipótesis

Con base en observaciones de campo (“observables”) realizadas en el sitio de Copilco y datos del laboratorio, se pretende reinterpretar la estratigrafía del sitio desde la perspectiva del paleoambiente. Tomando en consideración lo anterior, podemos suponer cuáles son los procesos pedogenéticos que representan las capas estratigráficas del sitio y definir el ambiente de formación del suelo.

Metodología

Se hizo un reconocimiento de todos los túneles para observar la estratigrafía que presentaban y se tomó el perfil más representativo, localizado en la entrada del túnel 2 (figura 6); de este sitio se tomaron cinco muestras, y cuatro adicionales de “tepetate”: dos en la pared de entrada del túnel 2 y dos más en entre los túneles 3 y 4, donde aparecen crotovinas (figura 7).

Se hicieron secciones delgadas para su observación, estudio micromorfológico y de restos biológicos en el microscopio petrográfico. Además se determinó el pH y la conductividad eléctrica para definir la salinidad. Se identificó, por otro lado, el contenido de alófono por medio de la reacción de Fieldes y Perrot (1966) con fluoruro de sodio.

Resultados

El perfil del túnel 2 presenta las siguientes características: antes de la toma de muestras se observó que su-prayace a la capa inicial un depósito de 2 cm de espesor de ceniza volcánica procedente del Xitle (Siebe, 2000). Dicho estrato, de variable grosor en todos los túneles



Fig. 6 Perfil de la entrada del túnel 2, donde se aprecian cinco capas.

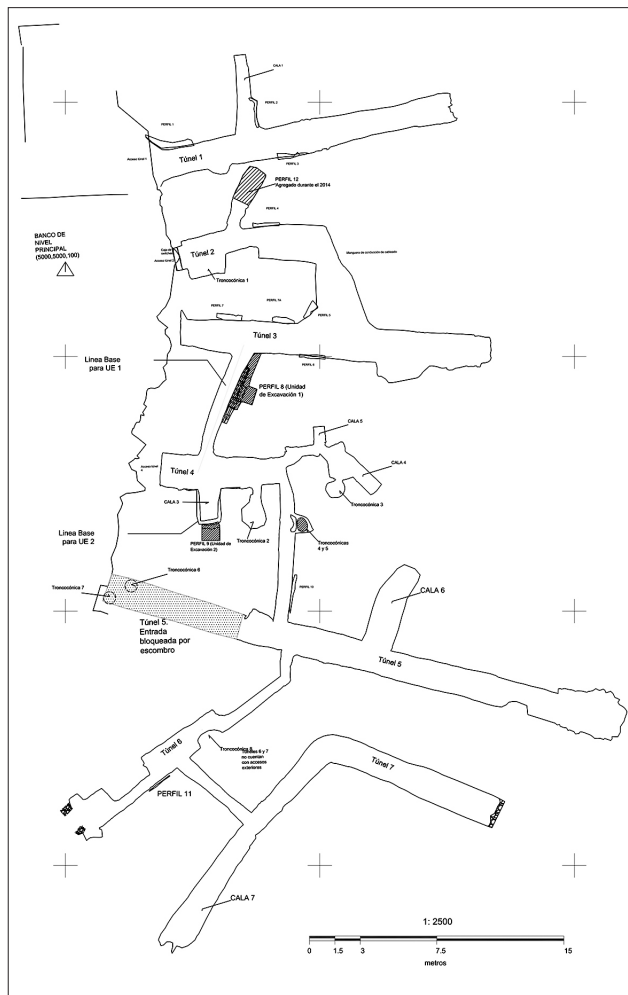


Fig. 7 Plano del sitio Copilco, donde se señalan túneles, unidad de excavación y zonas de muestreo. Proporcionado por el equipo de arqueólogos encargados del Proyecto Copilco.

observados, aparece débilmente cementado y en otros casos se presenta laminado o de colores rojizos.

A continuación, presentamos la descripción de campo del perfil de la entrada del túnel 2 (figura 8) y un estudio realizado en microscopio petrográfico de los cortes en lámina delgada (figura 9).

El perfil seleccionado como representativo (T2) tiene varias características que deben resaltarse:

1) la presencia de carbón que puede ser producto de quema natural o antropogénica.

2) La capa 2 (C2) contiene piroclásticos redondeados, producto de acarreo, denominados por varios autores como Tefra Negra (Siebe, Rodríguez, Schaaf y Abrams, 2004; Ibarra, 2015; Solleiro *et al.*, 2016 y Álvarez, 2018).

3) La redistribución de este material, que en ocasiones se aprecia muy mezclado con abundante materia orgánica y en otras aparece redepositado en pequeños cuencos.

4) La aparición del horizonte de gley, producto de acumulación de agua superficial, o bien, de un nivel freático fluctuante, ya que en las capas inferiores (C4 y C5) presenta eluviación, y de otra manera, un lavado intenso semejante al proceso de podzolización; en ambos casos el horizonte de gley (Bg) muestra moteado a simple vista y acumulación de agregados de goetita

Capa	Espesor en cm	Descripción de campo del perfil túnel 2, (T2 a la entrada).
1	0-14	Material de color gris con agregados ligeramente cementados; presenta cantos rodados, es poroso, tiene orificios dejados por las raíces, con carbón. "Quemado" (?) con restos de tepalcates. Material de acarreo no eólico; su composición es de cenizas volcánicas transportadas por el agua.
2	14-54	Material quemado de color oscuro, originalmente depósito de arena con gravilla, con huellas de tallos de plantas herbáceas, pómez de 1 mm. Tiene textura arenosa y compacta en agregados con estructura de tipo poliédrico, denso. (Horizonte A de un suelo con vegetación, el cual se quemó en un ambiente anóxico).
3	54-72	Material suelto arenoso, es un horizonte B Cámbico (de un Andosol). El tamaño de partícula es de arena fina 0.5 mm y de limo 0.5 a 0.2 mm. Material de acarreo.
4	72-110	Tiene estructura poliédrica variable, de fina a gruesa, es un material de acarreo, en los agregados se observa laminación, migración de arcilla o material coloidal. Es un Horizonte B de gley; de color beige claro. Se denomina "Tepetate." Presenta lavado, eluviación, moteado.
5	110-157	Láminas verticales y horizontales de carbonato de calcio, formando una estructura de tipo columnar. Horizonte B; de color beige claro. Se denomina "Tepetate." Tiene proceso de eluviación y carbonatación.

Fig. 8 Cuadro con la descripción de campo del perfil túnel 2 (entrada).

Capa	Espesor en cm	Observaciones en microscopio petrográfico, túnel 2, (T2 a la entrada).
1	0-14	Cuarzo abundante; olivino, augita, feldespato, presenta partículas con aristas redondeadas; contiene carbón además de abundante material silíceo transparente, hay arcilla y materia orgánica. Se presentan óxidos e hidróxidos de hierro en forma de limonita y goetita. Se trata de un material de acarreo.
2	14-54	Cenizas volcánicas en forma de agregados redondeados (piroclastos) formados por feldespatos y cuarzo. Material poroso, carbón finamente dividido, el cuarzo se encuentra muy alterado, presenta orificios excavados que señalan un intemperismo hídrico, tiene pequeñas cantidades de arcilla.
3	54-72	Tiene cristales de cuarzo, feldespato, augita e hipersteno, más grandes que la capa anterior, agregados de partículas cementadas por arcilla, es compacto y poco poroso; además contiene óxidos e hidróxidos de hierro en forma de goetita y hematita. El material de ceniza presenta un franco proceso de alteración.
4	72-110	Las partículas de augita se encontraron muy alteradas igual que el cuarzo y el feldespato, la superficie de las partículas tiene orificios excavados por acción hidrolítica, con ligera migración de arcilla. Tiene zonalmente hidróxidos de hierro. La muestra está sometida a variaciones freáticas que crean zonas de oxidación-reducción y gelifican la superficie de los minerales. Existen en el perfil dos procesos de formación, eluviación y después carbonatación secundaria. La migración de arcilla es incipiente. La muestra contiene material orgánico. Fragmento de espícula de esponja.
5	110-157	Material con abundante cuarzo y pocas plagioclasas, olivino y augita en proceso de alteración. La matriz está agregada con arcilla y aumentan los piroclastos que se encuentran en proceso de alteración. Presenta carbonato de calcio precipitado. Tiene moteado por hidróxidos de hierro que indica agua estancada, con cambios de nivel freático; hay procesos de carbonatación incipientes. La muestra contiene una buena proporción de material orgánico.

Fig. 9 Cuadro del estudio en el microscopio petrográfico de láminas delgadas del perfil de Copilco en la entrada del túnel 2.

y limonita en la lámina delgada, señalando procesos de óxido reducción del hierro.

La capa 5 presenta una carbonatación intensa, pero ésta es secundaria al proceso de gleización, pasando de Bg a un horizonte Bca por la acumulación de carbonato de calcio. La intensa acumulación es dada por periodo seco-frío, marcado en la curva paleoclimática de Tlapacoya (figura 10) en 17 500 años antes del presente.

A continuación se presentan los resultados obtenidos en las cuatro muestras de "tepetate": dos corresponden a la entrada del perfil del túnel 2 (T2) y dos más fueron extraídas de los túneles 3 y 4, en la zona de crotovinas (figuras 11 y 12).

Además, se practicaron análisis de pH y de conductividad eléctrica en el perfil del túnel dos (figura 13). En la figura 13 se puede observar que la capa 3,

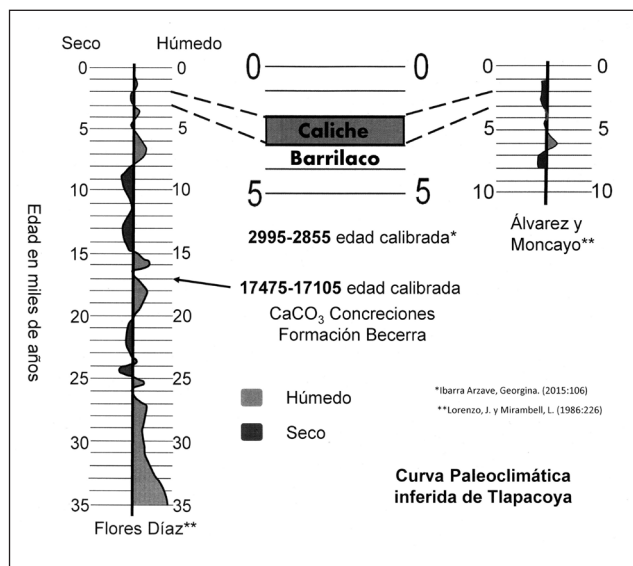


Fig. 10 Curva paleoclimática de Tlapacoya. Los datos de las curvas se tomaron de Álvarez *et al.*, (1976), Flores-Díaz (1986) e Ibarra (2015). Se puede observar la correlación entre los sitios Copilco y Tlapacoya, donde se formó el Caliche Barrilaco, que es un periodo seco cálido.

Capa	Espesor en cm	Observaciones en microscopio petrográfico, Túnel 2, (T2 entrada). Muestras de "tepetate"
4	72-110	Muestra tomada a 90 cm de profundidad. Arcilloso, con algunos piroclásticos, con migración de arcilla, cuarzo subredondeado y alterado por hidrólisis.
5	110-157	Muestra tomada a 120 cm de profundidad. Cuarzo alterado, con abundante arcilla, materia orgánica, augita e hipersteno. Los cuarzos están alterados por hidrólisis y con bordes subredondeados. Es Compacto. Presenta un fitolito.

Fig. 11 Cuadro de las observaciones de las muestras de "tepetate" del perfil de la entrada del túnel 2.

Capa	Espesor en cm	Observaciones en microscopio petrográfico, entre los túneles tres y cuatro (T3-T4). Muestras de "Tepetate"
4	72-110	Tomado a 90 cm de profundidad. Presenta material de goetita, limonita, depósito de carbonato de calcio en forma secundaria con fragmentos de roca andesítica mezclada con materia orgánica y arcilla que cementan el material, contiene cuarzo, feldspatos cálcicos y piroxenos (augita y olivino) con procesos de alteración intensos, es compacto y forma geles que durante un período de sequía se compacta y forma el duripan o "tepetate".
5	110-157	Tomado a 120 cm de profundidad. Se observan restos de cuarzo muy alterados y atacados por hidrólisis, presenta migración de arcilla y carbonatación además de plagioclasas y olivinos, tiene un proceso redox y débil migración de arcilla.

Fig. 12 Cuadro de las observaciones de las muestras de "tepetate" entre los túneles 3 y 4.

Muestra	pH	µS	Temperatura
1	6.5	301	21 °C
2	6.6	700	21 °C
3	5.9	180	21 °C
4	6.7	410	21 °C
5	6.4	2120	21 °C

Fig. 13 Cuadro de las determinaciones de pH y conductividad eléctrica en microSiemens (µS) del perfil del túnel 2 y de las capas 1 a 5.

correspondiente al horizonte Cámbrico, registró el menor pH; todas las demás capas presentan un coeficiente ligeramente ácido. En el caso de la salinidad observamos un ligero incremento de cationes en los dos tepetates, probablemente por la acumulación de calcio. La reacción para determinar alófono (Fieldes y Perrot, 1966) fue positiva para las tres primeras capas, siendo mayor su contenido en la capa 3 (C3) que corresponde al horizonte Cámbrico.

Esta prueba separa dos tipos de materiales: los que contienen cenizas volcánicas recientes, capas 1 a 3, y los sedimentos de origen aluvial-fluvial, que consideramos pertenecientes a la formación Becerra (Arellano, 1948) y que está ligada estrechamente a la sierra de las Cruces; por otra parte, observamos que el "tepetate" de la parte inferior puede corresponder a un periodo seco-frío marcado en la curva paleoclimática de Tlapacoya (véase la figura 10), gracias a lo cual puede definirse una edad aproximada igual o mayor a 40000 años para la formación Becerra, a la que Arellano (1948) llama Becerra inferior.

A partir de un periodo seco de 17 500 años, la variabilidad climática va de húmedo a seco y en el lapso de 12 500 a 10 000 se registra un descenso en la precipitación, provocando la desaparición de la megafauna a finales del Pleistoceno. Arellano (1953) también señala que la formación Becerra superior concluye alrededor de 5 000 años a. p., fecha muy cercana a la que Bryan (1948) denominó Caliche Barrilaco, periodo glacial seco que tomamos como marcador o índice estratigráfico para determinar la edad de algunos suelos arcillosos cercanos a las zonas lacustres, como se hizo en Teotihuacán (McClung *et al.*, 2003; Sánchez *et al.*, 2013) y en diferentes sitios de la Cuenca de México (Cortés, 1970; Lorenzo y Mirambell, 1986; y Flores-Díaz, 2009). El marcador Tefra Negra y el Caliche Barrilaco refieren fechas muy cercanas, ya que el segundo se presenta a los 3 500 años a. p. (Bryan, 1948; y Arellano, 1953), y el segundo va del 2 600 a 1 750 a. p., registrando una variación de 1 000 años (Álvarez, 2018: 66).

Con la información obtenida y las observaciones tanto de campo como en el microscopio petrográfico se elaboró un perfil (figura 14) que presenta tres

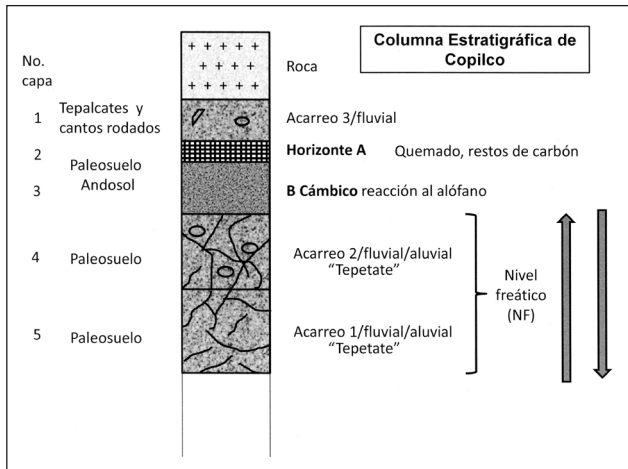


Fig. 14 Perfil estratigráfico de la entrada del túnel 2 que muestra los paleosuelos presentes en la columna.

paleosuelos: un andosol con las capas 2 y 3, y dos paleosuelos con las capas 3 y 4, cuyos horizontes superficiales fueron erosionados por las avenidas del río, y su última expresión se encuentra en la capa 1, donde se aprecian cantos en su base y superficie, con una gran cantidad de tepalcates. Por otra parte, no se descarta la posibilidad de que el área haya sido habitada y que las crecidas del río hayan sido controladas con diques o canales tratando de evitar el proceso erosivo. Este hecho llevaría el poblamiento de la zona de Cuicuilco hacia los 5000 años antes del presente.

Discusión de resultados

Como se establece al principio del artículo, el estudio se basa en los procesos pedogenéticos presentes en la estratigrafía encontrada, y a partir de ahí, se define el paleoambiente.

La estratigrafía presenta variantes, pero el aspecto que más la impacta es la hidrología, ya que el área estuvo cubierta por agua no en forma permanente, pero sí por acumulación en cuencos, que formaban lagunas, ríos y arroyos que se interdigitan y desbordan formando zonas pantanosas, cada una con su propia vegetación y dinámica. Uno de los factores que mayor impacto provoca es el clima, ya que el aporte del líquido puede registrar hasta 1200 mm, pero éste puede disminuir a 500 mm; otro factor que debe considerarse es el tiempo: los grandes acarreos por un lado erosionan la superficie decapitando los horizontes superficiales, y por otro, los nuevos depósitos rejuvenecen los procesos y el suelo. El tiempo de desarrollo se ve perjudicado por la erosión y deposición de nuevos materiales.

Por otra parte, la dinámica interna de un manto freático fluctuante, que crea condiciones anóxicas con nivel elevado al cambiar las condiciones a oxidación por aumento de oxígeno, produce un fenómeno redox;

también existe un proceso de eluviación o lavado, tanto de elementos solubles como de arcillas que se dispersan y suspenden migrando, primero, en forma vertical, y luego de acuerdo con la pendiente del terreno.

Es importante recalcar que en esta zona confluyen dos tipos de materiales: el primer tipo son los que se encuentran en la base y que constituyen los depósitos fluvio-aluviales de la formación Becerra, que describe Arellano (1948), constituida por dos depósitos: Becerra inferior y Becerra superior, ambos separados por la formación Armenta, compuesta por arena fina de color negro, andesita, pómez y guijarros redondeados; de ahí pasa a la turba y arcilla plástica con capas laminares de arena fina, con una cota de 2242 msnm, que la coloca en la orilla o playa de la zona lacustre. Los sedimentos que corresponden a Becerra inferior subyacen a la capa Armenta, y son arenosos, con poco limo, además de que contienen facies lacustres, por lo tanto son más arcillosos; el sitio que corresponde a la descripción de esta formación es Ciudad de los Deportes y registra 16 m de espesor (Ordóñez, 1895), pero también se le encontró con variantes en la sierra de Guadalupe, sierra de Santa Catarina, en los cortes de Tequixquiac y Nochistongo, en el Alto Lerma, en los valles de Toluca y de Bravo, en Tula (Hidalgo), en San Miguel Regla, en Apatlaco e Iztacalco (Ciudad de México) y en Tamazulapan (Oaxaca). Su extensión y amplia representación hace imposible que no se le tome en cuenta como índice estratigráfico, pese a la dificultad de realizar su fechamiento, estimando su inicio durante el Pleistoceno y su fina entre 7000 y 5000 años a. p., durante el Holoceno.

Debe recalcar que en la superficie de la formación Becerra superior se hallan con frecuencia restos fósiles de mamut y caballo, fauna considerada en su momento como del Pleistoceno.

El segundo tipo de materiales corresponde a las cenizas volcánicas tanto del Chichinautzín como del Ajusco, que por supuesto son elementos erosionados y redistribuidos por las corrientes de agua al final del Holoceno, crecidas que van disminuyendo pero dejan sedimentos que recubren la zona, permitiendo el desarrollo del suelo, hasta la avalancha de lodos del Xitle sobre la cual se superpone la lava del volcán.

En este momento es importante recordar que los suelos tienen un origen poligenético, no contienen un solo tipo de material y, como en este caso, no depende sólo del clima, no es zonal, sino que su composición se ve afectada por el exceso o carencia de agua (hidrología fluvial), pero sobre todo de la presencia del río Magdalena, cuyo nacimiento se presenta a 3600 msnm, presenta pendientes pronunciadas que pueden observarse en el perfil topográfico (figura 4), provocando inundaciones y elevados niveles freáticos, que persisten aun en periodos secos, creando un horizonte

de gley con moteado visible y una eluviación interna que semeja podzolización por el intenso lavado de cationes solubles y migración de arcilla.

Los estudios y determinaciones de pH muestran ligera acidez y baja salinidad —no se trata de un suelo salino—, ya que las sales se lavan y migran por el sedimento; los cambios de nivel freático y el fenómeno redox permiten el tránsito de hierro férrico a hierro ferroso soluble, que es eliminado por el lavado, pero al oxigenarse origina óxidos e hidróxidos de hierro en forma de goetita y limonita, constituyendo agregados que se presentan en las láminas delgadas.

Los depósitos que se encuentran en la base y que formarían la parte correspondiente a la Becerra superior e inferior, muestran también algunos elementos que permiten definir su carácter fluvial-aluvial, como es la presencia de espículas de esponja, además de fitolitos de gramíneas que señalan la vegetación de pastizales, o bien, un cultivo de maíz, que puede testificar el desarrollo de la agricultura (Sánchez *et al.*, 2013).

Es importante establecer que el agua transporta sedimentos, los mezcla y redistribuye, haciendo que las superficies de contacto no sean claras, que el espesor sea variable, que ocupe cauces de arroyos y superficies irregulares, y que rellene cuencos, provocando la formación de pantanos. El arrastre lleva consigo cantos rodados y material cerámico que aparece en las capas superiores de ceniza. Cabe señalar que los primeros investigadores observaron que la superficie original sobre la que se deposita la lava estaba cubierta por agua, y que los depósitos fluviales o aluviales eran frecuentes y a ello se debe la presencia de rubefacción, fenómenos microvolcánicos, formación de tubos de explosión, grutas y porosidad o alveolos en la roca (Wittich, 1919).

No es raro que Waitz y Wittich (1910) encuentren en un perfil de la zona de Huipulco que corría agua por abajo de 7 m de la lava, erosionando la capa de arena y el depósito fluvial, drenando líquido por encima de una arcilla plástica. Una segunda presencia hidrológica se observa en el perfil del corte Inbursa sector oeste (Pastrana, 1997; y González, Pastrana, Siebe y Duller, 2000), donde se detectó el cauce de un arroyo. Wittich (1919) encontró caracoles del género *Succinea*, lo que indica agua estancada y vegetación acuática, así como rizomas de carrizo en un perfil de la colonia Del Carmen, San Ángel.

Con los hechos descritos debe quedar clara la persistencia e importancia del agua en el área que nos ocupa, en principio sobre los sedimentos de la formación Becerra, fechada hace 40 000 años, y la posterior formación Carbonato de Calcio, hace 17 500 años. Debe remarcar que la persistencia del horizonte de gley (Bg), que después pasa a horizonte cálcico (Bca), propició que una zona de crecimiento de vegetación de

ambiente dulceacuícola y de pantano se convirtiera en un área de pastizales con vegetación arbórea dispersa. La crecida pudo haber sucedido en un clima más templado y dar origen a la avalancha aluvial-fluvial que produjo la formación Becerra superior, restableciendo las condiciones de gley.

El cambio climático ocurrido en un periodo seco, hace 12 500 años extinguió a toda la megafauna y transformó la región; durante el Holoceno sucedió esa misma alternancia y muchos de esos cambios están asociados al vulcanismo (Martín del Pozzo, Córdova y López, 1997), hasta que en un periodo más cálido-seco se dio la formación del Caliche Barrilaco, cuya representación fue seguida por Arellano (1953) por constituir un fenómeno global.

Cuando las cenizas volcánicas aparecen, los procesos de sedimentación aluvial-fluvial disminuyen y la vegetación cambia, apareciendo más áreas terrestres y zonas pantanosas con pequeños lagos. Es entonces cuando aparece el Xitle. Estas erupciones acabaron con la biodiversidad vegetal, la fauna que pudo haber existido en la zona y con el asentamiento de Copilco. El suelo es prácticamente un andosol que puede soportar vegetación de bosque templado, y gramíneas y plantas acuáticas en áreas abiertas.

Bibliografía

Acuña, M. L., Bautista, J., y González Quintero, L.

1979 Relación de información de la temporada de campo del proyecto Bancomer. Dirección de Salvamento Arqueológico, México.

Almeida-Leñero, L., Nava, M., Ramos, A., Espinosa, M., Ordóñez, M. de J., y Jujnovsky, J.

2007 Servicios ecosistémicos en la cuenca del río Magdalena, Distrito Federal, México. *Gaceta Ecológica*, (número especial 84-85): 53-64.

Álvarez García, J. L.

2018 *Edad, fuente de emisión e influencia de la Tefra Negra en el sitio arqueológico de Copilco, suroeste de la Cuenca de México*. Tesis de licenciatura. Facultad de Ciencias-UNAM, México.

Álvarez, J., y Moncayo, M. E.

1976 Contribuciones a la paleoictiología de la Cuenca de México. *Anales del INAH* 7 (6): 191-242.

Arellano, A. R. V.

1948 The Becerra formation (latest Pleistocene) of central Mexico. *18th International Geological Congress*, Part 11: 55-62.

- 1953 Barrilaco Pedocal, a Stratigraphic Marker ca. 5,000 BC and its Climatic significance. *International Geological Congress*, 19th, sobre-tiro de la secc. 7, fasc. 7: 53-76.
- Bryan, K.**
1948 Los suelos complejos y fósiles de la altiplanicie de México en relación a los cambios climáticos. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 13 (1): 1-20.
- Cortés Flores, J. I.**
1970 *Estudio pedogenético y distribución de los vertisoles en la Cuenca de México*. Tesis de licenciatura. Escuela Nacional de Agricultura, Chapingo.
- Delgado, H., Molinero, R., Cervantes, P., Nieto-Obregón, J., Lozano Santa Cruz, R., Macías González, H. L., Mendoza Rosales, C., y Silva-Romo, G.**
1998 Geology of Xitle Volcano in Southern Mexico City—A 2000 Year Old Monogenetic Volcano in an Urban Area. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 15 (2): 115-131.
- Díaz Rodríguez, J. A.**
2006 Los suelos lacustres de la Ciudad de México. *Revista Internacional de Desastres Naturales, Accidentes e Infraestructura Civil*, 6 (2): 111-129.
- Fieldes, M., y Perrot, K. W.**
1966 Rapid field and laboratory test for allophane. *New Zealand Journal of Science*, 9 (3): 623-629.
- Flores-Díaz, A.**
1986 Fluctuaciones del lago de Chalco desde hace 35 mil años al presente. En J. L. Lorenzo y L. Mirambell (coords.), *Tlapacoya: 35 000 años de historia del lago de Chalco* (pp. 109-156). México, INAH (Científica, 155).
2009 Los suelos de la Cuenca de México. Conferencia presentada en el Seminario Interinstitucional sobre la Cuenca de México (inédita). México, IIA-UNAM.
- García Palomo, A., Zamorano, J. J., López Miguel, C., Galván García, A., Carlos Valerio, V., Ortega R., y Macías, J. L.**
2008 El arreglo morfoestructural de la sierra de las Cruces, México central. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25 (1): 158-178.
- González, S., Pastrana, A., Siebe, C., y Duller, G.**
2000 Timing of the prehistoric eruption of Xitle Volcano and the abandonment of Cuicuilco Pyramid, Southern Basin of Mexico. *Geological Society London Special Publications*, 171: 205-224.
- Ibarra Arzave, G.**
2015 *Reconstrucción de la cubierta edáfica en el Cuaternario tardío en la porción sur de la Cuenca de México y su afectación por la actividad volcánica del Xitle*. Tesis de Maestría. Instituto de Geología-UNAM, México.
- INEGI
1998 Carta topográfica E14A39. Ciudad de México. Escala 1:50 000.
- Lorenzo, J. L., y Mirambell, L. (coords.)**
1986 *Tlapacoya: 35 000 años de historia del lago de Chalco*. México, INAH (Científica, 155).
- Lugo Hubp, J. I.**
1984 *Geomorfología del sur de la Cuenca de México*, serie Varia, t. 1 (9). México, Instituto de Geografía-UNAM.
- Lugo Hubp, J., Inbar, M., Pastrana, A., Flores-Díaz, A., y Zamorano, J.**
2001 Interpretation of the geomorphic setting of the Cuicuilco basin, Mexico City, affected by the pre-Hispanic eruption of the Xitle volcano. *Geomorphologie: Relief, Processus, Environnement*, 7 (3): 223-232.
- Márquez, A., Verma, S. P., Anguita, F., Oyarzun, R., y Brandle, J. L.**
1999 Tectonics and volcanism of Sierra Chichinautzin: extensions at the front of the Central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 93 (1): 125-150.
- Martín del Pozzo, A. L.**
1982 Monogenetic vulcanism in sierra Chichinautzin, Mexico. *Bulletin Volcanologique*, 45 (9): 9-24.
- Martín del Pozzo, A. L., Córdova, C., y López, J.**
1997 Volcanic impact on the Southern Basin of Mexico during the Holocene. *Quaternary International*, 43-44: 181-190.
- McClung de Tapia, E., Solleiro Rebolledo, E., Gama Castro, J., Villalpando, J. L., y Sergey S.**
2003 Paleosols in the Teotihuacan valley, Mexico: evidence for paleoenvironment and human impact. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 20 (3): 270-282.

Mendoza Cázares, E. Y., Ramírez León, J. M., y Puerto Piedra, Z. Y.

2017 Recarga utilizando agua de lluvia en la cuenca del río Magdalena, Ciudad de México. En O. Escolero Fuentes, C. Gutiérrez Ojeda y E. Y. Mendoza Cázares (eds.), *Manejo de la recarga de acuíferos: un enfoque hacia Latinoamérica*. México, IMTA.

Mooser, F.

1975 Historia geológica de la Cuenca de México. En *Memoria de las obras de drenaje profundo del Distrito Federal* (I: pp. 9-38). México, DDF.

1990 Estratigrafía y estructuras del valle de México. En *El subsuelo de la Cuenca del valle de México y su relación con la ingeniería de cimentaciones a cinco años del sismo* (pp. 29-36). México, Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos.

Mosser, F., Nairn, A. E. M., y Negendank, J. F. W.

1974 Paleomagnetic investigations of the Tertiary and Quaternary igneous rocks: VIII. A paleomagnetic and petrologic study of volcanics of the valle of Mexico. *Geologische Rundschau*, 63 (2): 451-483.

Ordóñez, E.

1895 Las rocas eruptivas del suroeste de la Cuenca de México. *Boletín del Instituto Geológico de México*, 2: 5-46

Pastrana, A.

1997 Nuevos datos acerca de la estratigrafía de Cuicuilco. *Arqueología* 18: 3-16.

Sánchez Pérez, S., Solleiro Rebolledo, E., Sedov, S., McClung de Tapia, E., Golyeva, A., Prado, B., e Ibarra Morales, E.

2013 The Black San Pablo Paleosol of the Teotihuacan Valley, Mexico: Pedogenesis, Fertility, and Use in Ancient Agricultural and Urban Systems. *Geoarchaeology: An International Journal*, 28: 249-267

Siebe, C.

2000 Age and archaeological implications of Xitle volcano, southwestern Basin of Mexico-City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 104 (1-4): 45-64.

Siebe, C., y Macías, J. L.

2004 Volcanic hazards in the Mexico City metropolitan area from eruptions at Popocatepetl, Nevado de Toluca, and Jocotitlán stratovolcanoes and monogenetic scoria cones in the Sierra Chichinautzin Volcanic Field. *Geological Society of American Special Papers*, 402: 253-329.

Siebe, C., Rodríguez Lara, V., Schaaf, P., y Abrams, M.

2004 Radiocarbon ages of Holocene Pelado, Guespalapa, and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City: implications for archaeology and future hazards. *Bulletin of Volcanology*, 66 (3): 203-225.

Solleiro Rebolledo, E., Straubinger, M., Terhorst, B., Sedov, S., Ibarra, G., Sánchez Alaniz, J.L., Solanes, M. C., y Marmolejo, E.

2016 Paleosols beneath a lava flow in the southern basin of Mexico: The effect of heat on the paleopedological record. *Catena*, 137: 622-634.

Urrutia Fucugauchi, J., y Martín del Pozzo, A. L.

1993 Implicaciones de los datos paleomagnéticos sobre la edad de la sierra de Chichinautzin, Cuenca de México. *Geofísica Internacional*, 32 (3): 523-533.

Vázquez Sánchez, E., y Jaimes Palomera, R.

1989 Geología de la Cuenca de México. *Geofísica Internacional*, 28 (2): 133-190.

Waitz, P., y Wittich, E.

1910 Tubos de explosión en el Pedregal de San Ángel. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 7 (2): 169-186.

Wittich, E.

1919 Los fenómenos microvolcánicos en el Pedregal de San Ángel. *Memorias de la Sociedad Científica Antonio Alzate*, 38 (3): 101-120.